

Сокращение оледенения Тянь-Шаня в XIX — начале XXI вв.: результаты кернового бурения и измерения температуры в скважинах

В.Н. Михаленко¹, С.С. Кутузов¹, Ф.Ф. Файзрахманов², О.В. Нагорнов³, Л.Г. Томпсон⁴,
М.Г. Кунахович¹, С.М. Архипов¹, А.Н. Диких⁵, Р. Усубалиев⁵

¹Институт географии РАН, Москва; ²Всероссийский науч.-исслед. институт технической физики, Снежинск;

³Московский инженерно-физический институт, Москва; ⁴Центр полярных исследований Р. Берда, Колумбус (США);

⁵Институт геологии НАН Кыргызстана, Бишкек

Рассмотрена эволюция ледника Григорьева на Тянь-Шане с середины XIX в., изменения в его глубинном строении и их связь с глобальным потеплением.

Современный этап развития оледенения характеризуется прежде всего отступанием краевых частей ледников и уменьшением их объема в условиях глобального потепления. Начиная с середины 1970-х годов, деградация ледников значительно ускорилась [19, 20]. Согласно некоторым недавним исследованиям, тропические ледники находятся на грани полного исчезновения [17, 18, 23]. Ледники Аляски и Центральной Азии испытывают сильное влияние климатических изменений, и скорость их отступления также многократно возросла в последние десятилетия [13, 14, 16, 20]. Эти тенденции вызывают серьезное беспокойство, поскольку в конечном итоге приводят к исчезновению источников пресной воды и повышению уровня Мирового океана.

Отдельные ледники в течение многих десятилетий служат объектами пристального внимания. Один из них — ледник Григорьева (41°58' с.ш., 77°55' в.д.) — крупнейший плосковершинный ледник Тянь-Шаня, расположенный на южном склоне хр. Терской Алатау в диапазоне высот 4150–4609 м. На его примере рассмотрена реакция ледников на изменение климатических параметров в Центральной Азии.

Сокращение площади

Новейшие оценки изменения оледенения на Тянь-Шане показывают, что за 1955–1995 гг. ледники потеряли 15% своей площади и 22% объема [20]. В частности, сокращение площади оледенения хр. Акшыйрак между 1977 и 2001 гг. составило 26%, по сравнению с 3–4% за 1943–1977 гг. [7, 8]. В других районах Тянь-Шаня — в хребтах Заилийском и Кунгей Алатау — отступление ледников с середины 1970-х годов также ускорилось [3].

Направленное отступление ледников на Тянь-Шане продолжается со времени окончания малого ледникового периода. Для оценки сокращения площади ледника Григорьева были использованы аэрофотоснимки 1956 и 1988 гг., которые при помощи компьютерной программы Erdas Imagine были привязаны к топографической карте масштаба 1:100 000, составленной на основе съемки 1956 г. На снимках достаточно надежно дешифрируется положение моренного вала малого ледникового периода, датированного лихенометричес-

ким методом и представляющего собой реликт сразу нескольких стадий, относящихся к 1860-м годам, концу 1840-х и 1830-м годам [11] (рис. 1).

Сокращение площади ледника Григорьева происходило на его южном крае, поскольку на остальных участках он крутыми сбросами соединяется с областями питания ледников Попова и Чон-Торр. С середины XIX в. до 1956 г. в целом по леднику площадь уменьшилась на 0,35 км² и составляла в указанном году 9,46 км². Фронт ледника Григорьева отступил в среднем на 80 м. При этом его линейное отступление за 36 лет (1911–1947 гг.) достигло примерно 50 м, при максимальной величине на отдельных участках края 150 м и минимальной 20 м [1]. С середины 1950-х годов темпы сокращения площади ледника существенно увеличились, и за 32 года (1956–1988 гг.) она уменьшилась более чем на 0,5 км². Отступление фронта с 1956 по 1988 г. составляло в среднем 130 м, достигая на отдельных участках 250 м. Таким образом, за последние 150 лет ледник потерял более чем 10% своей площади (рис. 2).



Рис. 1. Изменение площади ледника Григорьева с середины XIX в.: до 1956 г. (1), и с 1956 по 1988 г. (2); боковые морены малого ледникового периода долинных ледников Чон-Торр и Попова (3)

Fig. 1. Changes of glacier area for the Gregoriev Ice Cap since XIX century: to 1956 (1), from 1956 to 1988 (2); little age moraines of the Chon-Torr and Popov glaciers (3)

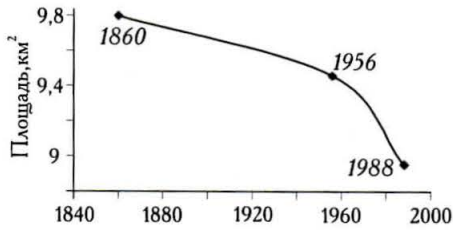


Рис. 2. Кривая изменения площади ледника Григорьева
Fig. 2. Change of glacier area of the Gregoriev Ice Cap

Указанные значения несколько ниже средних по всему региону. Это объясняется морфологией ледника Григорьева и отсутствием у него языка. Сокращение площади ледника происходит по всему фронту и с меньшей, по сравнению с горно-долинными ледниками, скоростью. Как показывают прогнозные оценки, при сохранении существующих трендов температур и осадков, в последующие 50 лет толщина ледника Григорьева может уменьшиться на 10%. Однако скорость деградации будет со временем падать из-за снижения средней по его толщине температуры, и, как следствие, скорости течения [10].

Результаты исследования ледниковых кернов

Стратиграфическое строение.

Радиолокационное зондирование ледника Григорьева в 1990 г. показало, что толщина льда колеблется от 55–60 м в краевой зоне до 110 м у его вершины. В 1990–2003 гг. в привершинной части ледника были пробурены скважины и получено пять колонок льда [2, 8, 22]. Распределение ледяных прослоев по разрезу 1990 г. показало, что интенсивное инфильтрационное и инфильтрационно-конжеляционное льдообразование завершается на глубине около 2 м, где формируются прослои толщиной около 1 м. Это подтверждают и результаты измерений температуры в скважинах — только верхние 2 м снежно-фирновой толщи прогреваются в летний период до 0°C, и на этих же глубинах прекращается интенсивный рост размеров кристаллов. Наблюдается закономерное уменьшение по глубине толщины фирновых горизонтов, что связано с оседанием и уплотнением фирна. Для ледяных прослоев такая закономерность не столь очевидна, она отражает в первую очередь изменения интенсивности инфильтрационного льдообразования [2]. Прослои фирна прослеживаются во

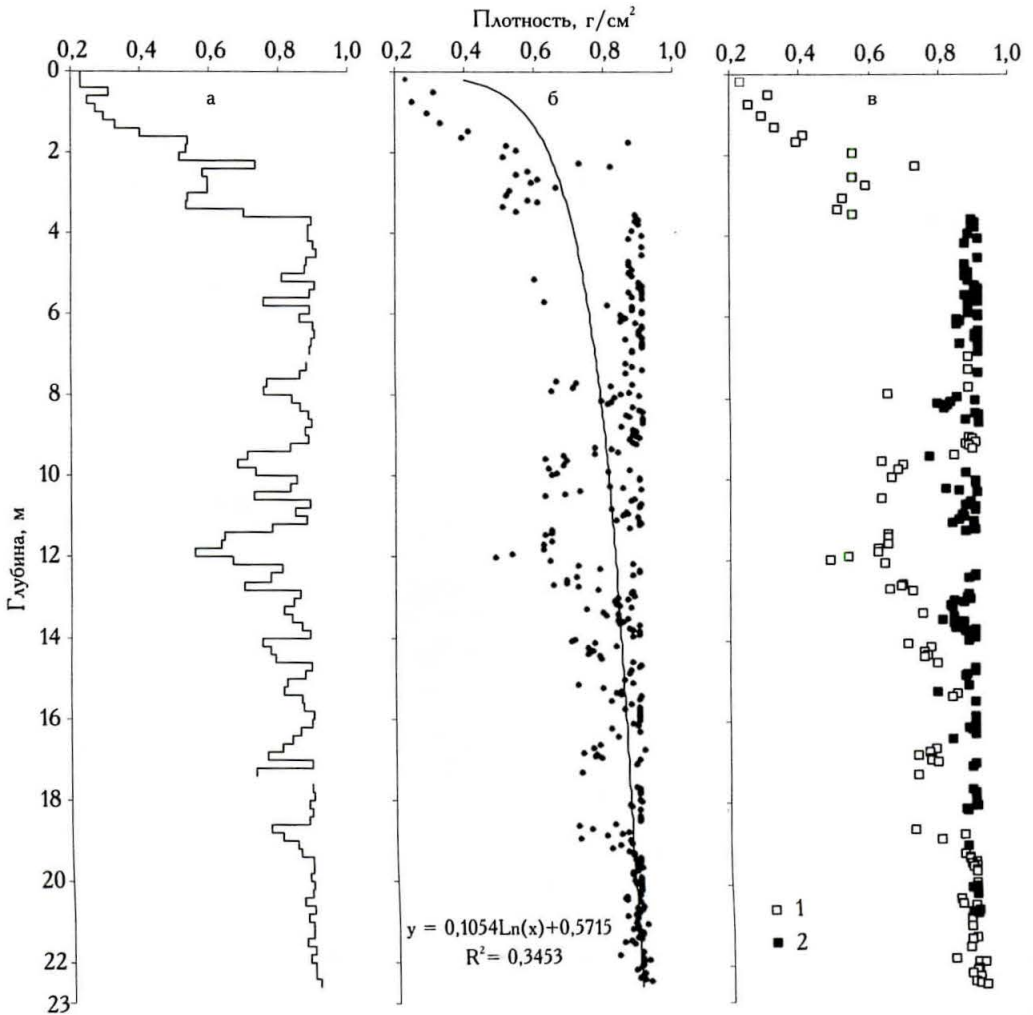


Рис. 3. Распределение плотности снега, фирна и льда в керне 2003 г. на вершине ледника Григорьева (а); аппроксимация значений плотности логарифмическим законом (б); значения плотности для инфильтрационно-рекристаллизационного (1) и инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда (2) (в)

Fig. 3. Snow, firn, and ice density profile in 2003 ice core (a); depth-density curve approximated by logarithmic law (б); specific density values for infiltration-recrystallization ice (1) and infiltration ice (2) (в)

всех исследуемых разрезах до глубины 16–17 м, что подтверждается и характером изменения плотности.

Плотность 345 образцов снега, фирна и льда была измерена в 2003 г. с точностью $0,01 \text{ г/см}^3$ (рис. 3а). В целом по разрезу значения плотности меняются по логарифмическому закону (рис. 3б). Относительно быстрое ее увеличение наблюдается до глубины 4 м, что соответствует максимальному уровню инфильтрации талых вод в 2003 г.; здесь появляются первые относительно толстые (более 0,2 м) ледяные прослои. Глубже плотность возрастает в основном за счет появления большого количества инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда (рис. 3 в). Трансформация фирна в лед завершается на глубине 17 м, ниже значения плотности разных генетических типов льда выравниваются.

Сравнение стратиграфического строения разрезов, полученных по кернам льда 1990 и 2001 гг., показало, что в последние годы толщина годовых горизонтов несколько уменьшилась — за 1963/64–1989/90 гг. она составила 0,41–0,43 м, тогда как с 1990 по 2001 г. в среднем сократилась до 0,35 м [2].

Смена условий льдообразования при изменении климата относительно хорошо прослеживается в глубинном строении ледников по изменению их структурно-стратиграфических характеристик; она выражается в вариациях общей льдистости разрезов и размеров кристаллов льда. Глубинное строение ледника отражает изменения его режима и условий льдообразования. В холодной фирновой зоне основные изменения происходят прежде всего в верхней части снежно-фирновой толщи, где главным льдообразующим процессом служит ее инфильтрационное преобразование.

Анализ относительного содержания инфильтрационного льда (как основного стратиграфического показателя в данных условиях льдообразования) для верхних 15 м снежно-фирновой толщи ледника Григорьева показал (рис. 4) некоторое его уменьшение по

разрезу. В 1990 г. суммарное содержание инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда составляло 63%; в 2001 г. — 57% и в 2003 г. — 53%.

Полученные результаты косвенно свидетельствуют о тенденции к теплению толщи ледника, что может быть обусловлено повышением температуры воздуха в последнее время. Более теплая толща не может удерживать большое количество талой воды, как следствие, увеличивается глубина слоя инфильтрации и развивается боковой сток, что в целом приводит к уменьшению ее общей льдистости.

Изотопный состав. Для ледника Григорьева было исследовано содержание изотопов кислорода и водорода в кернах льда 1990 ($\delta^{18}\text{O}$), 2001 ($\delta^{18}\text{O}$) и 2003 гг. ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$). Поскольку верхняя часть снежно-фирновой толщи подвержена интенсивной инфильтрации, то наблюдается некоторая гомогенизация изотопного состава. Несмотря на это, по результатам исследований 2003 г. получено локальное уравнение метеорных вод для Внутреннего Тянь-Шаня (рис. 5). Угол наклона кривой на этом рисунке и коэффициенты эмпирического уравнения оказались сходны с таковыми для уравнения глобальной линии метеорных вод [15], что свидетельствует о формировании изотопного состава атмосферных осадков при условиях, близких к равновесным. Кривые распределения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в верхней 20-метровой толще ледника Григорьева имеют направленную тенденцию к повышению на 1,5 и 14‰, соответственно. Это указывает на относительно более теплые условия в указанном районе Тянь-Шаня в последние десятилетия.

Помимо стабильных изотопов в керне ледника Григорьева была определена концентрация радионуклидов естественного и техногенного происхождения (K^{40} , Sr^{90} , ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U) с целью наиболее точного датирования ледникового разреза, а также выяснения уровня современного загрязнения ледников радиоактивными изотопами. Измерения выполнены методами полупроводниковой альфа-, бета-, гамма-спектрометрии и жидкосцинтилляционной радиометрии.

Результаты измерений позволяют восстановить радиоизотопный состав ледниковой толщи до глубины 21,58 м. Наиболее характерными представителя-

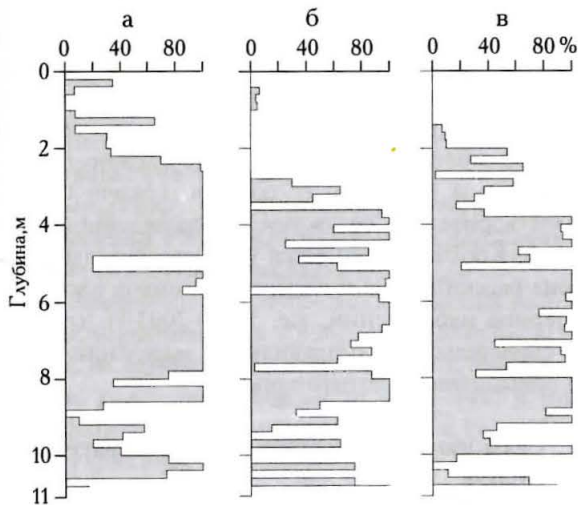


Рис. 4. Распределение инфильтрационного льда в верхних 15 м снежно-фирновой толщи ледника Григорьева в 1990 (а), 2001 (б) и 2003 (в) гг.

Fig. 4. The 15-meter infiltration ice content of the Gregoriev Ice Cap in 1990 (a), 2001 (b), and 2003 (в)

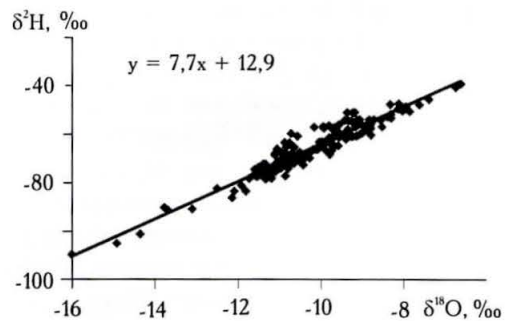


Рис. 5. Соотношение изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода ($\delta^2\text{H}$) в керне 2003 г. ледника Григорьева. В поле рисунка показано локальное уравнение метеорных вод
Fig. 5. $\delta^{18}\text{O}$ in 2003 ice core as a function of $\delta^2\text{H}$. Local equation of meteoric water is given in the figure field

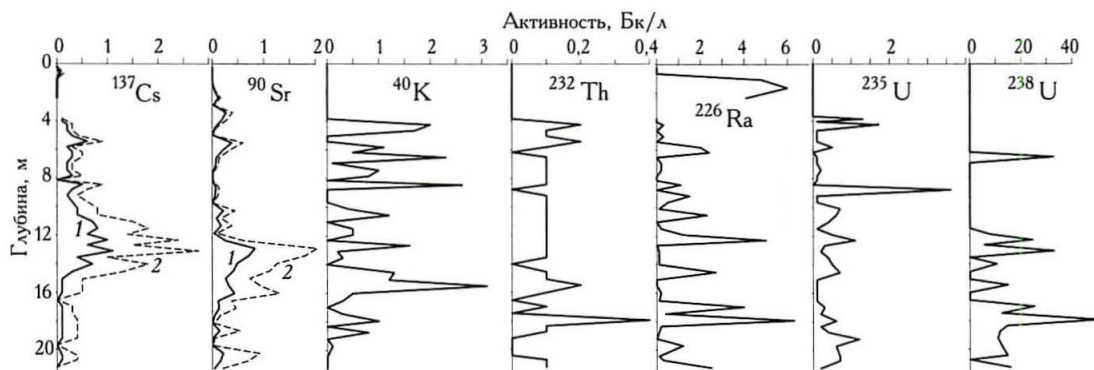


Рис. 6. Распределение радиоактивных изотопов в снежно-фирновой толще ледника Григорьева в 2001 г.: 1 — измеренная активность; 2 — восстановленная первичная активность

Fig. 6. Gregoriev Ice Cap. Variations of radionuclides in 2001 ice core. 1 — measured activity; 2 — primary activity

ми техногенных радионуклидов служат стронций (^{90}Sr) и цезий (^{137}Cs) с периодами полураспада 29,1 и 30,2 лет, соответственно — осколки деления урана (^{235}U) и плутония (^{239}Pu). Причина наличия радиоактивного цезия на леднике заключается в глобальном выпадении продуктов деления при испытаниях ядерного оружия. Различные концентрации ^{137}Cs и ^{90}Sr в образцах льда с разных глубин отражают, по-видимому, интенсивность таких выпадений.

В распределении удельной активности ^{137}Cs и ^{90}Sr по разрезу (рис. 6) выявляется ряд закономерностей. Ниже 15,27 м отмечено относительно невысокое содержание ^{137}Cs (до 0,1 Бк/л), что позволяет отнести горизонты, расположенные после этой отметки, к периоду малой интенсивности ядерных испытаний или отсутствию таковых. В интервале глубин 11–14 м концентрация ^{137}Cs увеличивается более чем в 10 раз и достигает максимума (1,1 Бк/л) на глубине 13,3 м. Если связать ее рост с периодом наибольшей активности испытаний ядерного оружия, а спад — с процессом интенсивного выведения продуктов деления из стратосферы, то слой на глубине 13,3 м можно отнести к 1963 г., когда был подписан договор о прекращении наземных и воздушных испытаний. Дальнейший анализ распределения ^{90}Sr и ^{137}Cs позволяет выделить на фоне постепенного спада их содержания еще один пик на глубине около 5,615 м (0,6 Бк/л). Вероятнее всего, это обусловлено локальным воздействием выбросов продуктов деления из активной зоны Чернобыльской АЭС в 1986 г.

Наличие естественных радионуклидов в ледниках (^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{235}U) определяется ветровой эрозией и локальным переносом. Их концентрация в фирново-ледниковой толще ледника Григорьева носит случайный характер (см. рис. 6), а относительно высокое содержание отдельных радионуклидов, например, урана, обусловлено повышенной концентрацией радиоактивных изотопов в породах, слагающих горные массивы Внутреннего Тянь-Шаня.

Датирование глубинного разреза ледника

Временная шкала для разреза фирново-ледяной толщи ледника Григорьева разработана на основе учета видимых горизонтов загрязнения при ограниченном

использовании сезонных вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и концентрации микрочастиц. Независимый контроль был выполнен по ряду реперных горизонтов: положению летних поверхностей 1990 и 2001 г. относительно поверхности 2003 г. и двум пикам повышенной концентрации ^{90}Sr и ^{137}Cs , отмеченным на глубинах 13,3 и 5,6 м. В первом случае концентрация ^{137}Cs на порядок превышает значения в верхней и нижней частях разреза. Второй пик выделяется на фоне уменьшения содержания до фоновых значений в приповерхностных горизонтах. Полученная зависимость возраста отдельных горизонтов от глубины их залегания (рис. 7) достаточно хорошо согласуется с теоретической кривой, рассчитанной по модели течения Дж. Ная. При этом была использована средняя толщина годовых горизонтов, равная 0,35 м/год, полученная при сопоставлении кернов льда 1990 и 2001 гг. и толщины ледника (100 м), определенной при радиозондировании 1990 г. Согласно этой возрастной шкале, скважины достигли слоев, образованных в 1940-х годах.

С результатами проведенного датирования согласуются данные, полученные при моделировании эволюции снежно-фирновой толщи ледника Григорьева [10]. Модель учитывает фильтрацию талых вод, процессы фазовых переходов “лед-вода”, структурные изменения ледяного скелета в результате метаморфизма и уплотнения, а также сток талых вод. Как показало моделирование, оседание снежно-фирновой толщи за 1990–2001 гг. составило около 4 м, что удовлетворительно согласуется с проведенной датировкой. Кроме того, имеется удовлетворительное согласие рассчитанных и измеренных пиков плотности за период наблюдений, т.е. 1990–2003 гг. (рис. 8). Это свидетельствует о правильном выделении эпизодов повышенного летнего таяния.

Связь изотопного состава льда с температурой воздуха

Датирование разреза позволяет сравнить изотопно-кислородный состав льда отдельных годовых горизонтов с температурой воздуха, при которой происходит формирование осадков. В качестве аргумента были использованы значения средней летней

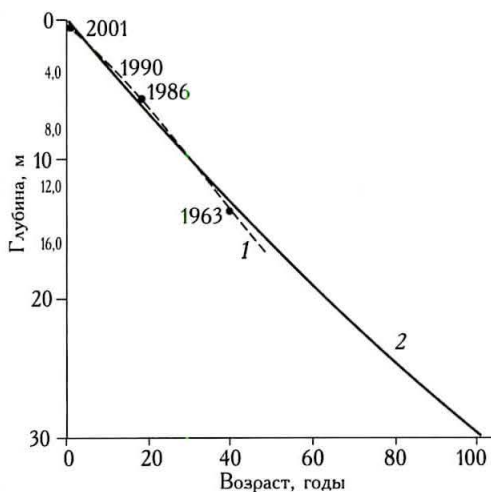


Рис. 7. Возрастные кривые для ледника Григорьева, полученные на основе реперных горизонтов (1) и модели течения Дж. Ная (2)

Fig. 7. Depth-age curves for the Gregoriev Ice Cap: 1 — on the base of marked horizons, 2 — according to the J. Nye model (2)

температуры воздуха за три летних месяца, поскольку на этот период приходится до 80% аккумуляции на ледниках Внутреннего Тянь-Шаня [4], по данным метеостанции Тянь-Шань (3614 м), расположенной в зоне сыртов в непосредственной близости от ледника Григорьева. Значения температуры были приведены к высоте точки ядерного бурения на леднике с учетом установленных для данного региона высотного температурного градиента и «скачка» [5].

Полученная зависимость (с коэффициентом корреляции 0,57) (рис. 9) отражает общую тенденцию изменения изотопного состава осадков с температурой воздуха в рассматриваемом районе и позволяет количественно оценить изменения температуры. Отсутствие достаточно тесной связи объясняется как интенсивной инфильтрацией талых вод, так и тем, что влагонесущие воздушные массы, поступающие в район Внутреннего Тянь-Шаня, где расположен ледник Григорьева, формируются над Иссyk-Кульской котловиной при более низком уровне конденсации, чем на поверхности сыртов, где проводились измерения температуры воздуха. Коэффициенты эмпирического уравнения удовлетворительно согласуются с таковыми для других ледниковых районов и с данными измерений $\delta^{18}\text{O}$ снега отдельных снегопадов на ледниках №1 и Иныльчек [12, 24].

Измерения температуры в скважинах на леднике Григорьева выполнялись в 1962, 1990, 2001 и 2003 гг. В 1962 г. на леднике было пробурено пять температурных скважин в диапазоне высот 4170–4450 м [6], в 1990 и 2001 гг. измерения проводились в 19- и 21-метровых скважинах на вершине ледника. В 2003 г. были пробурены две термометрические скважины глубиной 50 м (на высоте 4609 м) и 30 м (4450 м). Сравнение температурных профилей, полученных в разные годы, подтверждает, что только верхние 5 м снежно-фирновой толщи подвержены интенсивной

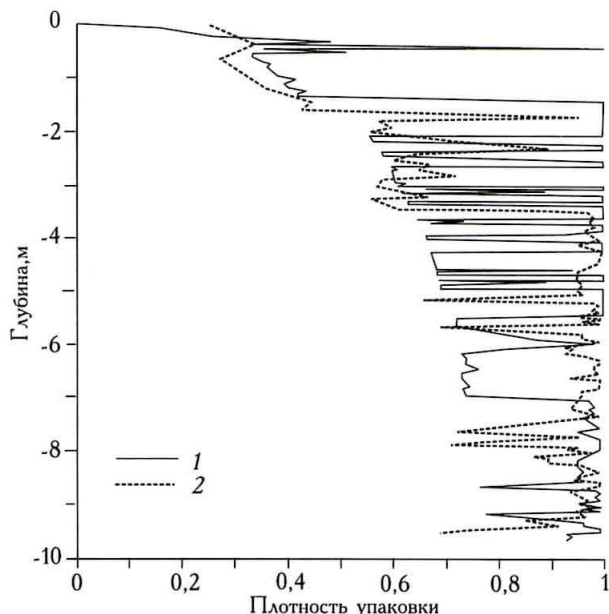


Рис. 8. Распределение измеренной (1) и рассчитанной (2) плотности снежно-фирновой толщи в леднике Григорьева

Fig. 8. Measured (1) and calculated (2) density of snow firn sequence in the Gregoriev Ice Cap

инфильтрации талых вод. Волна зимнего холода проникает до глубины 7–8 м.

В холодной фирновой зоне (привершинная область, 4609 м) в пределах первых сотен и даже десятков метров по простиранию наблюдаются весьма существенные вариации температуры на глубине 10 м (по скважинам 2001–2003 гг. $\Delta T \approx 1,4^\circ\text{C}$). Относительно низкая температура измерена в скважине 2003 г., пробуренной на участке поверхности с уклонами в первые градусы. По-видимому, даже из-за незначительного усиления бокового стока существенно снижаются содержание талой воды в фирново-ледяной толще и суммарное отепление разреза при промерзании насыщенного влагой фирна и льда.

В 1962 г. в нижней части области питания на высоте 4440 м была измерена температура в 30-метровой скважине [6]. В июне 2003 г. мы повторили измерения в той же точке. На рис. 10. показано, что за

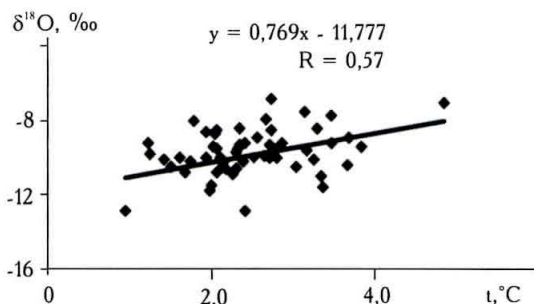


Рис. 9. Связь изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) льда в годовых горизонтах ледника Григорьева и средней летней температуры воздуха t по данным метеостанции Тянь-Шань

Fig. 9. $\delta^{18}\text{O}$ value in annual layers of the Gregoriev Ice Cap as a function of mean summer temperature t at the Tien Shan meteorological station

прошедшие 40 лет произошло существенное отепление фирново-ледяной толщи ледника Григорьева, которое составило 1,5 и 0,6 °C на глубинах 10 и 30 м, соответственно. При этом толщина фирна за указанный период уменьшилась от 10 до 5 м.

Распределение температуры и пиков плотности в леднике обусловлено многими факторами (солнечная радиация, переизлученная коротковолновая и длинноволновая радиация атмосферы и ледника, соответственно, сублимация, скрытое тепло, ветровой перенос). Атмосферные процессы играют определяющую роль в формировании годовых слоев. Высокие температуры летом приводят к таянию, проникновению талой воды вглубь и последующему ее замерзанию с образованием ледяных прослоев, препятствующих глубокому фронтальному просачиванию талой воды из верхних горизонтов. Измерения и расчеты показывают, что талая вода летом фронтально проникает не более чем в 2–3 годовых слоя из-за низкой проницаемости ледяных прослоев. Было изучено влияние таких параметров как альbedo, коэффициент экстинкции, периодичность осадков, относительная доля стока и некоторые другие. Несмотря на большой набор параметров, удовлетворительное совпадение температурного и плотностного профилей наблюдается лишь для определенных значений этих параметров. На рис. 11 показано сравнение измеренного и рассчитанного температурных профилей в леднике Григорьева. В приповерхностном слое до глубины около 10 м наблюдается хорошее совпадение температур. В диапазоне глубин 10–20 м имеются определенные расхождения, что, по-видимому, связано с отсутствием детальных входных данных по плотности и проницаемости снежно-фирновой толщи, а также ограниченностью одномерной модели. Отметим, что в результате процессов рекристаллизации талой воды максимумы температуры смещаются на глубине активного слоя к поверхности ледника и служат дополнительным источником тепла [21].

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что наблюдающееся по скважинам 2001–2003 гг. повышение температуры льда (в сравнении с 1962 и отчасти 1990 гг.) связано с соответствующим повыше-

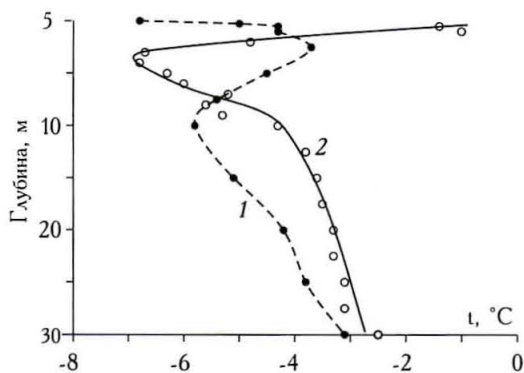


Рис. 10. Распределение температуры t в толще ледника Григорьева на высоте 4440 м в 1962 (1) и 2003 гг. (2)
Fig. 10. Depth-temperature profiles in the boreholes at 4440 m a.s.l. in 1962 (1) and 2003 (2)

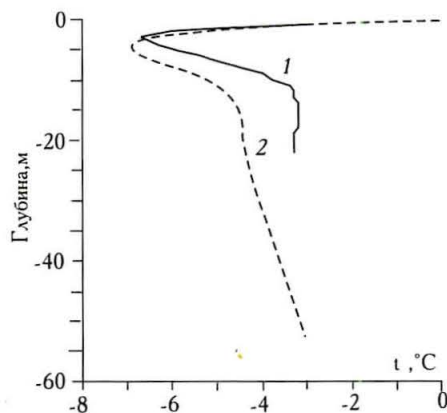


Рис. 11. Сравнение измеренной (1) и рассчитанной (2) температуры t в верхней части ледника Григорьева
Fig. 11. Comparison of measured (1) and calculated (2) temperature-depth profiles in the Gregoriev Ice Cap

нием среднегодовых температур воздуха, определяющих температуру деятельного слоя как непосредственно, так и через изменение условий льдообразования.

Обсуждение результатов и выводы

Особенности стратиграфического строения, изотопного состава и температуры фирново-ледяной толщи, рассмотренные в настоящей работе, сформировались на фоне направленных изменений температуры воздуха и осадков во Внутреннем Тянь-Шане. Анализ данных метеорологической станции Тянь-Шань за 1930–2004 гг. показывает широкую изменчивость температуры воздуха и осадков. Средняя годовая температура колеблется от -9,8 до -5,2 °C. Максимальное годовое количество осадков составляло 512 мм, минимальное — 96 мм. При этом с 1930-х годов отмечается устойчивый статистически значимый тренд увеличения среднегодовой температуры воздуха и уменьшения годовой суммы атмосферных осадков. В начале 74-летних метеорологических наблюдений среднегодовая температура воздуха составляла -8,18 °C, к 2004 г. произошло ее повышение на 1,18 °C (рис. 12).

В отличие от температуры, годовая сумма осадков имеет отрицательный тренд. В целом она уменьшилась от 320 до 260 мм/г. Однако, начиная с 1930 по 1975 г. количество осадков находилось примерно на одном уровне. После 1975 г. увеличивается их внутrigодовая изменчивость и стремительно сокращается годовая сумма (см. рис. 12). В последние годы наметился тренд к некоторому увеличению осадков синхронно с продолжающимся ростом температуры.

Ухудшение условий питания ледников и возросшая абляция привели к уменьшению толщины годовых горизонтов в ледниках. В результате сокращается мощность фирновой толщи и, как следствие, ее водоудерживающая способность. При этом уменьшается время добегания талых вод от области питания до концов ледников и происходит перераспределение ледникового стока в течение года. Однако при прогрессирующей скорости сокращения оледенения в ближайшее время это приведет к снижению стока с ледников.

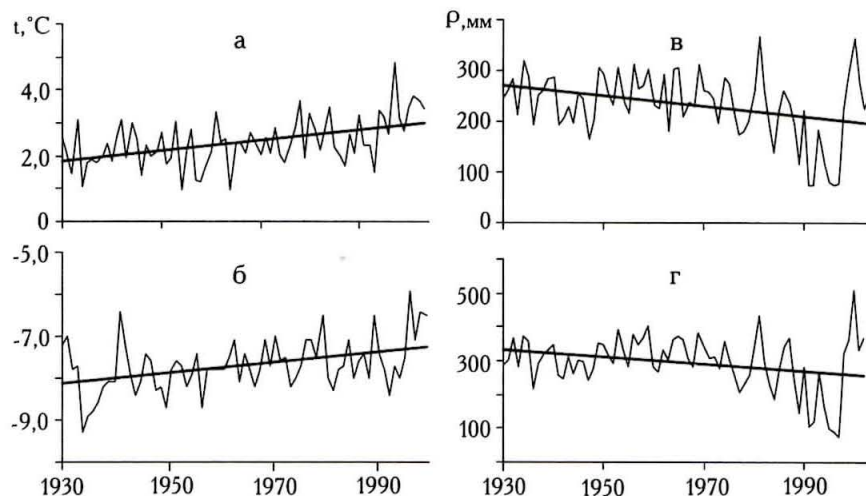


Рис. 12. Измеренные величины температуры воздуха t (слева) и осадков P (справа) по данным метеорологической станции Тянь-Шань за 1930–2004 гг.: средняя летняя (а) и средняя годовая (б) температура, сумма осадков за сентябрь-май (в) и за год (г)

Fig. 12. Mean summer (а) and annual (б) temperatures t (left) and winter (в) and annual (г) precipitation P (right) for the period 1930–2004 measured at the Tien Shan meteorological station

Возможность количественной оценки температурных изменений по кернам льда существенно ограничена из-за недостатка надежных региональных связей изотопного состава льда с температурой воздуха. Полученные данные о содержании радиоактивных изотопов в снежно-фирновой толще ледника Григорьева позволили датировать отдельные годовые горизонты ледника. Сравнение зависимостей изотопно-кислородного состава снега и льда ледников Григорьева, Иньльчек и ледника № 1 от температуры показывает, что для Тянь-Шаня существует единая региональная связь.

Направленное потепление привело к повышению температуры фирново-ледяной толщи. Измерения, проведенные в одной точке области аккумуляции ледника Григорьева с интервалом в 41 год, показали, что на глубине затухания сезонных колебаний, она возросла на $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на глубине 30 м на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Изменение изотопного состава фирна и льда с 1930-х годов по настоящее время также обнаруживает устойчивую тенденцию к его обогащению, что служит косвенным подтверждением продолжающегося потепления.

Полученные данные подтверждают мнение о направленном потеплении в регионе. Таким образом, ледники в полной мере отражают изменения климатической ситуации. Изменение температуры воздуха влияет в первую очередь на общий температурный режим ледниковой толщи, а последняя в свою очередь обуславливает глубину и продолжительность инфильтрации талых вод. Судя по всему, отепление фирновой толщи привело к увеличению бокового стока и уменьшению льдистости в ее верхней части.

Данные о глубинном строении ледников относятся к числу наиболее информативных. Бурение ледников связано со значительными техническими

трудностями и материальными затратами. К настоящему времени накоплен материал о строении полярных и некоторых горных ледников, и результаты бурения на леднике Григорьева дополняют эту базу данных, отражая основные особенности строения и режима ледников Внутреннего Тянь-Шаня.

Благодарности

Авторы выражают благодарность сотрудникам Института геологии Национальной академии наук Кыргызстана за помощь при проведении полевых исследований, а также П.-Н. Лину (Университет штата Огайо, США), выполнившего анализы изотопного состава кислорода и водорода.

Работа выполнена при поддержке МНТЦ, гранты KR-334 и № 2947, Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 04-05-64644, а также при поддержке программы ведущих научных школ, проект НШ-698.2003.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Г.А. Ледники плоских вершин. — Тр. Ин-та географии, вып. 45, 1950, с. 15-44.
2. Архипов С.М., Михаленко В.Н., Кунахович М.Г. и др. Термический режим, условия льдообразования и аккумуляция на леднике Григорьева (Тянь-Шань) в 1962–2001 гг. — МГИ, вып. 96, 2004, с. 77-83.
3. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX в. Алматы, Казахский госуд. ун-т, 2001, 252 с.
4. Волошина А.П. Климатические и метеорологические особенности района оледенения массива Акшийрак. — МГИ, вып. 62, 1988, с. 184-193.
5. Волошина А.П., Кан Съенчен. Климат высокогорной зоны. — Оледенение Тянь-Шаня. М., 1995, с. 43-59.

6. Диких А.Н. О температурном режиме ледников плоских вершин (на примере ледника Григорьева) — Гляциол. исслед. на Тянь-Шане. Работы Тянь-Шаньской физ.-геогр. станции, вып. 11. Фрунзе, 1965, с. 32-35.
7. Кузьмиченок В.А. Технология и возможности аэрофотографического картографирования изменений ледников (на примере оледенения хребта Акшийрак). — МГИ, вып. 67, 1989, с. 80-86.
8. Михаленко В.Н., Архипов С.М., Кутузов С.С. Деградация горного оледенения в тропических и умеренных широтах в период глобального потепления климата. — Изв. РАН, сер. геогр., 2004, № 4, с. 35-41.
9. Нагорнов О.В., Коновалов Ю.В. Прогноз эволюции ледника Григорьева (Тянь-Шань). — Опубликовано в наст. выпуске.
10. Нагорнов О.В., Соколов Е.С., Сергиенко О.В. Формирование структуры годовых слоев ледников, подверженных интенсивному летнему таянию. — Тезисы XIII Гляциол. симпозиума «Сокращение гляциосферы: факты и анализ». Санкт-Петербург, 24–28 мая 2004 г. СПб., 2004, с. 101.
11. Соломина О.Н. Колебания ледников Внутреннего Тянь-Шаня по лихенометрическим данным. — МГИ, вып. 68, 1990, с. 142-149.
12. Aizen V.B., Aizen E.M., Melack J., Martma T. Isotopic measurements of precipitation on central Asian glaciers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tien Shan). — Journ. of Geophys. Research, v. 101, 1996, p. 9185-9196.
13. Arendt A., Echelmeyer K., Harrison W.D. et al. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. — Science, v. 297, 2002, p. 382-386.
14. Cao M.S. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains. — Journ. of Glaciology, v. 44, 1998, p. 352-358.
15. Craig H. Isotope variation in meteoric waters. — Science, v. 133, 1961, p. 1702-1703.
16. Dyurgerov M.B. Mountain glaciers at the end of the twentieth century: global analysis in relation to climate and water cycle. — Polar Geography, v. 25, 2001, p. 241-336.
17. Kaser G., Osmaston H. Tropical glaciers. Cambridge, University Press, 2002, 207 p.
18. Khromova T.E., Dyurgerov M.B., Barry R.G. Application of ASTER images and historical data to estimate the disintegration of a glacier system. AGU-2002 Fall Meeting. Abstracts, 2002.
19. McCabe G.J., Fountain A.G., Dyurgerov M.B. Variability in winter mass balance of Northern Hemisphere glaciers and relations with atmospheric circulation. — Arctic, Antarctic and Alpine Research, v. 32, 2000, p. 64-72.
20. Meier M.F., Dyurgerov M.B., McCabe G.J. The health of glaciers: recent changes in glacier regime. — Climatic Change, v. 59, 2003, p. 123-135.
21. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. 3rd edition. Pergamon, 1994, 480 p.
22. Thompson L.G., Mikhaleiko V.N., Mosley-Thompson E. et al. Ice core recent climatic variability: Gregoriev and It-Tish Ice Caps in Central Tien Shan, Central Asia. — МГИ, вып. 81, 1997, с. 100-109.
23. Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E. et al. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial scales. — Climatic Change, v. 59, 2003, p. 137-155.
24. Yao Tandong, Masson V., Jouzel J. et al. Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and surface air temperature in the Urumqi River Basin, east Tianshan Mountains, China. — Geophys. Research Letters, v. 26, № 23, 1999, p. 3473-3476.

SUMMARY

Five shallow ice cores have been recovered from the summit of the Gregoriev Ice Cap (41.98 °N; 77.92 °E; 4609 m a.s.l.) in Tien Shan, Central Asia, between 1990 and 2003. The 1990 ice core has been analyzed for stable isotopes, microparticle concentration, major ions (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^-) and total beta-activity. The 2001 and 2003 ice cores have been analyzed for stable isotopes and concentration of radionuclides (^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U , ^{137}Cs , ^{90}Sr). These ice cores have been dated on the base of set of reference horizons and annual microparticle concentrations. The detailed stratigraphic records for the top sections of the 1990 and 2001 cores indicate that 3.8 m of snow/firn accumulated in the 11 years. The mean annual net accumulation derived from this comparison is 0.35 m in ice equivalent (i.e.) (260 mm w.e.) for the period from 1990 to 2001. The net accumulation from 1963 to 1990 was 0.42 m i.e. (320 mm w.e.). Moreover decrease of firn pack depth from 9 to 6 m has been observed at 4450 m site between 1962 and 2003. Over the same period infiltration ice concentration has been increased as a result of more intensive melt water percolation. Considerable enrichment in stable isotope composition for the top section of the 1990 and 2003 ice cores has been measured. The relationship between $\delta^{18}\text{O}$ in ice cores and mean summer air temperature has been determined and compared with results from other glacier areas.

Temperatures were measured in the boreholes on the top of the Gregoriev Ice Cap (4609 m) in 1990, 2001 and 2003. Their comparison shows an approximate 1 °C warming at 10 m depth between 1990 and 2003. Likewise considerable warming has been measured in boreholes drilled at 4450 m in 1962 and 2003. The temperature rise is ~2.5 °C at the depth 10 m and 0.5 °C at 30 m. The comparison of airborne images from 1956 and 1988 and satellite image from 2001 show considerable retreat of glacier terminus since 1956. This rate of retreat is compared to that determined from the little ice age moraine positions. This regional warming marked by changes of ice content and stable isotopic composition of the ice cores along with increasing glacier temperatures is consistent with data from the Tien Shan meteorological station.

V.N. Mikhalenko, S.S. Kutuzov, F.F. Fayzrakhmanov, O.V. Nagornov, L.G. Thompson, M.G. Kunakhovich, S.M. Arkhipov, A.N. Dikikh, R. Usubaliev. Glaciers recession in Tien Shan in XIX — beginning of XXI centuries: results of ice core drilling and borehole temperature measurements	175
--	-----

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

**МАТЕРИАЛЫ
ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ**

ВЫПУСК 98

**DATA
OF GLACIOLOGICAL
STUDIES**

PUBLICATION 98

Москва

Февраль 2005